

1. 中国地方の地形・地質, および地盤特性

2. 鳥取県の地盤特性

Chapter 1. Topography, Geology and Geotechnical Properties in Chugoku Area

2. Geotechnical Properties in Tottori Prefecture

木 山 英 郎 (きやま ひでお)

鳥取大学教授 工学部

伊 藤 徹 (いとう とおる)

(株)ウエスコ 次長

岩 本 志 信 (いわもと しのぶ)

西谷技術コンサルタント(株) 次長

1. はじめに

鳥取県は、中国脊梁山地の北斜面を海岸沿いに細長くのび、東西約 120 km, 南北 20~40 km, 面積 3 493 km² である。

県下の大部分は山地によって占められ、本県の南の境界をなす中国脊梁山地は東西の山脈よりは、むしろ北東—南西方向に並走する三つの山塊が明りょうで、これが兵庫県と本県東部、東部と中部および中部と西部の間の自然的境界となっている。特に県西部の大山は中国地方第一の高峰で、代表的な火山地形を示している(図—1)。

山地の地質¹⁾は、南半部は古生層、花崗岩類などで構成され、北半部は中新世~鮮新世以降の堆積岩および火山岩類を主体に構成されている。また、大山火山に由来する火山灰層は、各々の山体における最上位被覆層として県下に広く分布している。

県下における大きな河川としては、東から千代川、

天神川、日野川があり、各々の流域の形状係数は 0.37, 0.43, 0.13 で、日野川以外は荒れ川的性格を有しているといえる。その下流部には、鳥取・倉吉・米子を中心としたそれぞれ東部、中部、西部の沖積平野が形成されている。また、河口部には海岸砂丘が東西に細長く発達し、特に県東部の鳥取砂丘は高低差の大きな砂丘堆として知られている。

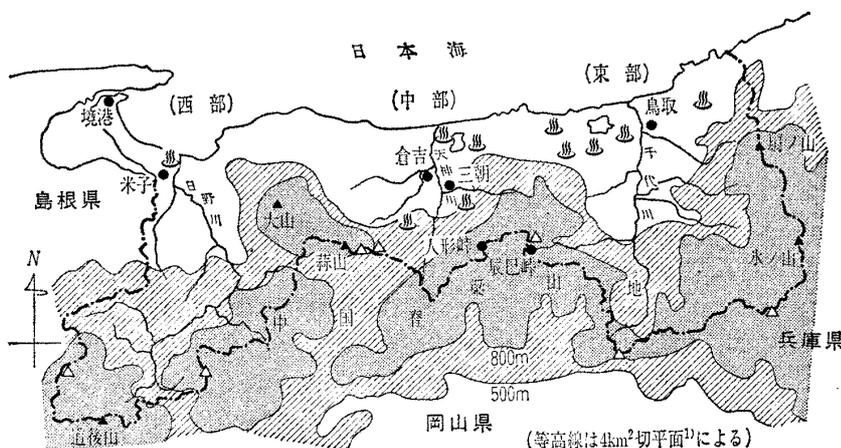
本報においては、県下の地質をその分布状況と土木工事上の類似性に注目して七つに区分し、それぞれの特徴を概観する。特に、平地の地盤構成については一節を設けてやや詳しく説明し、最後に県下の代表的なローカル土について 2, 3 を紹介する。

2. 土木工学的見地からの地質区分

県下に分布する地質^{1), 2)}を、主として土木工事において類似した問題点を有する岩種・地層によって大別すると、2.1~2.7(図—2~図—4に示す)の 7 区分が考えられる。

2.1 沖積層と海岸砂丘(図—2)

県下の主要な 3 河川の河口部には沖積層が分布し、特に河口を閉そくするように海岸砂丘の分布する県東部、中部では軟弱地盤となっており、現在も圧密沈下が発生して問題となる。圧密沈下を生じる粘土層の液性限界 $w_L = 30 \sim 150 \%$ 、自然含水比 $w_n = 40 \sim 120 \%$ であり、 $w_n > w_L$ となることもある。一軸圧縮強度 q_u と有効上載圧 P_0 との関係はほぼ $q_u = 0.6 P_0$ となり、正規圧密状態とみなしてよい。また、 N 値と



図—1 鳥取県の地形

報告—1992

の関係にはばらつきがみられるが、一般に用いられる $q_u = N/8$ は実測値の下限側に当たり、大部分は $q_u = N/(6 \sim 4)$ 程度と考えられる。

砂丘砂は、均等係数 $U_c = 2$ 程度、主体粒径 = 0.25 ~ 0.5 mm という均等粒径の細砂であり、地震時における液状化の問題や拘束条件の違いによる強度変化（例えば、現場 CBR = 2 ~ 4% に対し、室内 CBR = 12 ~ 14% と違いを示す）などを考慮する必要がある。

2.2 大山と火山碎屑岩 (図-2)

大山火山に由来する堆積物は、県下に広く分布する火山灰層と大山から放射状の丘陵地を形成する半固結土状の碎屑岩である。

火山灰層は、地形的平坦部にあっては数mの厚さをなし、有機質にとんだ黒ぼくと軽石ならびに褐色ロームを多量にまじえたみそ土（軽石ローム）は工学上問題の多い土である。含水性が高く、攪乱による強度低下が大きいことから、盛土材として利用す

ることはほとんどなかったが、中国横断道の工事でみられるように、良質土との混合処理による利用が試行されている。

火山碎屑岩は、火砕流～泥流堆積物からなる凝灰角礫岩を主岩相としており、一般に、 $N > 50$, $V_p = 0.9 \sim 1.3$ km/s の軟岩として分布する。地山にあっては数十mもの安定した崖面を呈することもあるが、乱した状態では火山灰と同様な扱いを考えなければならない。

2.3 鮮新世の火山岩類 (図-3)

鮮新世の火山岩類は、火山碎屑岩、玄武岩類、安山岩類からなり、地形的には頂部平坦面を有する丘陵性地形をなしている。本層の上部は、赤色～黄褐色を呈する $N < 10$ の粘性土状風化帯（風化残積土）がやや厚く分布しており、自然含水比 w_n は 40% 程度であるが乱した場合には火山灰と同様な取扱いが必要となる。本層の新鮮岩は硬質であることから、砕石として広く利用されている。

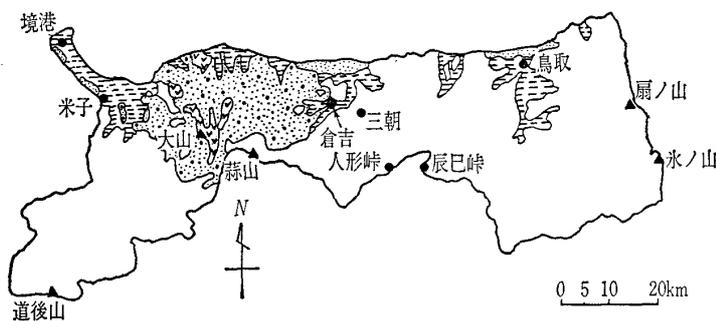


図-2 第四紀の地質

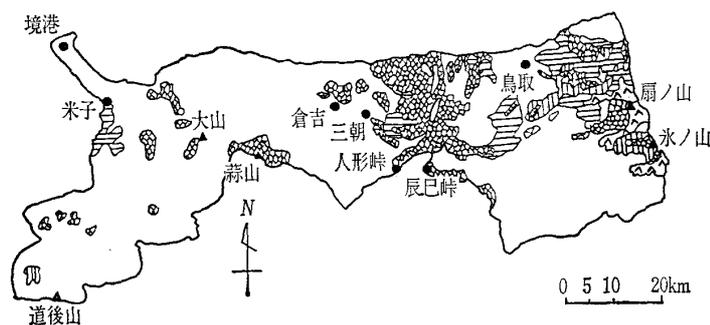


図-3 第三紀の地質

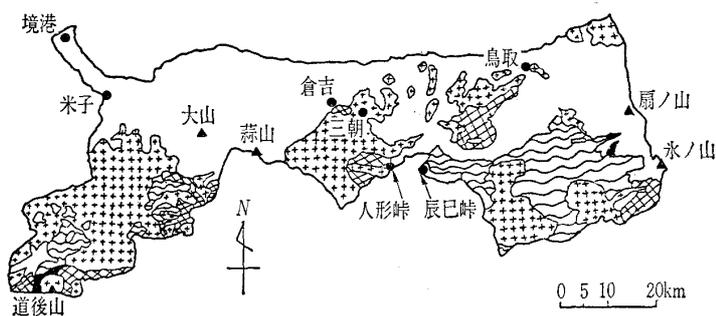


図-4 中生代以前の地質

- 沖積統
 - 洪積統と古砂丘
 - 大山火山碎屑岩
 - 大山溶岩
 - 扇ノ山, 氷ノ山溶岩
 - 鮮新統火山岩
 - 中新統火山岩
 - 中新統堆積岩
 - 白亜紀・古第三系火山岩
 - 白亜紀・古第三系貫入岩
 - 超塩基性岩
 - 古生界
- (図-2~4に共通)

2.4 中新世の堆積岩類 (図—3)

いわゆるグリーンタフに対応する鳥取層群は、県東部を中心にして北東へ開いた緩い半盆状の構造で分布する県下の地すべり防止地区の多くは、本層の周縁部に分布する。

主岩相は、泥岩・砂岩・礫岩および火砕岩であり、吸水率の高い軟岩のため、土木工事においてはスレーキングを生じている。また、切土のり面においては面なし断層や異常堆積構造もみられ、このような箇所にあつては斜面崩壊も多発している。

2.5 中生代の花崗岩類 (図—4)

県下に分布する花崗岩類は北東方向への貫入構造を示し、県下の南半部を中心として西部・中部・東部に広く分布する山陰型(鳥取)花崗岩類である。粗粒花崗岩を主岩相とし、石英が多く、有色鉱物が少ないことから、表層すべりが多数発生している。また、深層風化により、まさあるいはまさ土(二次まさ)が広く分布しており、土木工事用材料としての利用や、古くはたたら製鉄としての開発利用もされていた。まさおよびまさ土は、原岩の鉱物組成や風化程度の違いにより工学的性質が異なることから、特に取扱いには注意を要する特殊土である。また、新鮮岩にあつても節理の発達著しく、はく離型落石が各地でみられている。

2.6 中生代の火山岩類 (図—4)

本層は、県南部の県境付近(鳥取市近傍は例外的)に西部から東部へかけて分布し、花崗岩類による進入や新第三系、第四系による被覆などを受けて、断片的な分布となっている。主岩相は、安山岩類・流紋岩類であり、変質作用、熱変成作用により緻密・堅硬ではあるものの、節理の発達もみられる。一般に急峻な地形を呈し、小規模な崩壊・落石が生じ、時には節理系に支配された劣化ゾーンの斜面崩壊も生じている。

2.7 古生代の変成岩類と超塩基性岩類 (図—4)

古生層は、県東部の南半部に広く分布し、大部分は変成作用を受けている。これらの変成岩は三郡変成帯の山陰支脈に属するものであり、黒色片岩・珪質片岩、緑色片岩の3者により構成され、全体に片理構造が発達し、南北性の断層により各所で分断されている。風化帯はそう厚いものではないが、片理構造等に支配される基岩の微少凹地において表層す

表—1 鳥取県下の地質区分

区 分	西部	中部	東部	主なポイント
(1) 沖積層と海岸砂丘	○	◎	◎	軟弱地盤 沈下 液状化
(2) 大山と火山砕屑岩	○	◎	△	乱したときの強度低下
(3) 鮮新世の火山岩類	△	◎	○	赤色粘性土 風化帯 板状節理
(4) 中新世の堆積岩類	—	△	◎	地すべり 崩壊 スレーキング
(5) 中生代の花崗岩類	◎	○	○	まさ 表層崩壊 節理
(6) 中生代の火山岩類	△	△	○	落石、崩壊 緻密・堅硬な岩
(7) 古生代の変成岩類 と超塩基性岩類	△	—	◎	片理構造 崩壊 地すべり

表中記号 ◎：分布が特に多く、十分な注意を要する。

○：分布が多く、注意を要する。

△：分布は少ないが、注意を要する。

—：分布が極めて少ない。

べりが多発している。

超塩基性岩類は、三郡変成岩類に伴って産するかんらん岩類が多く、そのほとんどは蛇紋岩化しており、県東部の本岩体にあつては地すべり防止地区に指定されている。

2.8 地質区分のまとめ

以上の要点をまとめると表—1のようになる。

3. 平地地盤

3.1 新しい地盤図の作成

県下の沖積平野の地盤図は、これまで鳥取県地盤図³⁾が専ら利用されてきた。これは1979年までのボーリング調査資料に基づき1981年に刊行されたものである。土質工学会中国支部のもとで鳥取地盤データベース作成に関する研究委員会を設け、1980年以降のデータを集録し、上述のデータと併せて新しい鳥取地盤図の作成に取り組んでいる。

作業はまず、基準分割図として県全域を一連の3次メッシュ(国土地理院標準地域メッシュ第3地域区画に相当し、1/25 000地形図の東西、南北を各々10分割したもので、約4.5 cm (1.13 km)×3.7 cm

報告-1992

(0.92 km) である) で覆って、縦横座標点を与えた。

これをもとに平地地盤の地盤特性を表す図として次の三つの作業を開始した。

a) 浅層地盤 (深度 0~5 m) の土質パターンと分布

1/25 000 の 4 次メッシュ (上記の 3 次メッシュを更に各々 10 分割したもので 0.45 cm(113m) × 0.37cm(92 m)) を用いて土質パターン (深度 0~5m の土質柱状図を分類したもの) の分布図を作成する。また、各土質パターンに対応する平均 N 値を 4 次メッシュに記入することによって、浅層地盤の N 値分布図を作成する。

b) 支持層までの土質パターンと分布

上記と同じ 4 次メッシュを用いて、支持層出現深度等高線図と支持層までの土質パターン分布図を作成する。

c) 地盤断面図

沿岸部の平地については基準の 3 次メッシュに添って東西、南北の地盤断面図を作成することにし、山間部の平地については河川沿いに別に裁断線を設定した。地盤の縮尺は、水平 1/10 000 (最長 7 km 分)、鉛直 1/500 (最深 100m 分) で統一した。後述の土質区分に従って彩色仕上げとし、各層ごとの平均 N 値、 q_u 値、 w_n 値を併記する。

以上の作業を東部、中部、西部の順に進めることにし、現在最も進行している東部の例について以下に紹介する。

3.2 県内平地地盤の土質区分の概要

県下の平地地盤を構成する第四系の土質は表-2 のようにまとめられる。本表は参考文献³⁾をもとに加筆作成したものであり、沖積層と洪積層との区分は約 1 万年前 (いわゆる縄文海進)⁴⁾とした。ローム層のうち黒ぼく層は約 6500 年前頃に生成されたものであるが、これを別にすると約 2~3 万年前に堆積した大山中部火山灰層が県下に広く分布している

表-2 土質区分の概要

地質時代	地層区分		地 質 名	地 質 的 特 性	
第 四 紀	完 新 世	沖 積 層	Ums	最上部砂質土層	表層(埋立土を含む)、潟湖末期堆積層、有機質をまじえる
			Umc	最上部粘性土層	
			Umg	最上部礫質土層	河川氾濫原堆積層、Umc は $N=0\sim3$
			Us	上部砂質土層	河成堆積層 ($N<10$)、新砂丘 ($N>10$)
			Uc	上部粘性土層	海進時代堆積層(主として海成堆積層)、有機質をまじえる、 $N=0\sim4$
第 四 紀	更 新 世	洪 積 層	Lc	下部粘性土層	海成堆積物、火山灰、軽石をまじえることもある、 $N=5\sim15$
			Ls	下部砂質土層	
			Lg	下部礫質土層	河成堆積物 ($N>15$)、古砂丘 ($N>20$)
			L	ローム層	火山灰、火山砂等の火山堆積物
			Lmc	最下部粘性土層	Lmc は $N>10$ で過圧密
			Lms	最下部砂質土層	扇状地性基底礫層、段丘礫層、火山砕屑流
			Lmg	最下部礫質土層	Lms, Lmg は $N>50$
第三紀以前		B	基盤岩類	(火成岩) 花崗岩、流紋岩、安山岩、玄武岩 (堆積岩) 礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩、凝灰岩、凝灰角礫岩	

こと、古砂丘は大山中部火山灰層を鍵層としてこれ以深に出現することを考慮し、大山中部火山灰層をローム層の代表層とした。すなわち、ローム層の生成時期を約 2 万年前 (従来、洪積層と沖積層との区分とされていた有楽町海進の頃)⁴⁾とすれば、この時期が下部層と最下部層との境界に相当する。

沖積層の分布厚は最大 30m 程度であり、緩い砂質土と柔らかい粘性土からなり、軟弱地盤が形成されている。洪積層は沖積層下に 20m 以上の層厚で分布し、基盤岩類において着岩をみることもある。本層は比較的連続性のよい締まった礫質土と硬い粘性土からなり、力学的にも安定しており、中規模以上の構造物支持層となっている。また、洪積層中の礫質土層は被圧地下水を胚胎しており、主要な地下水源開発層となっている。

3.3 土質のパターン (口絵写真-4, 5)

地盤の土質構成を深度 0~5 m までの浅層部と支持層までの深層部とにわけて、ボーリング柱状図をもとに表-3 のように土質パターンを定めた。

解析結果は、浅層部の土質パターンは大部分が表-2 に示す最上部層 (Umc, Ums, Umg) からなっている。比較的新しい堆積物のため、力学的な安定性が一番の問題で、土質パターンが小規模構造物の

表—3 土質パターン区分表

区分	浅層地盤の土質パターン					支持層までの土質パターン				
	対象地盤 深度 0~5m					沖積層と洪積層の一部				
土質パターン	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
	粘土のみ	粘土→砂	砂のみ	砂→粘土	有機土	粘土のみ	粘土→砂	砂のみ	砂→粘土	有機土
柱状図										
表記記号	青	緑	橙	桃	赤	青	緑	橙	桃	赤
備考	粘土→砂または砂→粘土の場合、上部土質が3m未満の場合は粘土のみまたは砂のみの単層とする。									

支持層としての良否の判定資料となる。また、平地地盤における微地形は浅層地盤の土質を反映しているとみることができ、千代川周辺の浅層地盤の土質パターン分布図には粗粒土堆からなる微高地、旧河道等が明りょうに表れている。

支持層までの土質パターンは概して厚い粘土層の分布する区域の多いことを示している。特に、鳥取市街地を中心として厚い沖積粘土層の分布がみられ、その分布域は最近では鎮静化しているものの以前広域沈下の著しかった区域に一致している。

このように土質パターン分布図を用いることによって、平地地盤を構成している土質の分布状況の概略をとらえることができ、浅層地盤におけるN値分布図と併せることによって、構造物規模とその基礎型式の概略を予察することが可能である。

3.4 地盤断面図（口絵写真—6）

県東部地区における地盤断面図は、鳥取平野のほぼ中央を北流する千代川を中心として南北方向11断面、東西方向10断面について作成を行っている。各断面の交点については、地層の連続性が比較的よい南北方向の断面を優先させ、東西方向の断面をこれに合わせることにによって地盤断面図全体の整合性をとるように配慮した。各層のN値等は、柱状図の位置を示す鉛直太実線に沿って右側にN値、 $w_n(\%)$ 、および $q_u(\text{tf/m}^2)$ の順で、各層ごとの相加平均値を示した。

千代川および鳥取市街地の地盤断面図によれば、沖積層は地盤上位から粘性土(Umc)、砂質土(Us)、粘性土(Uc)という3層構成が主体となり、各層の横方向の連続性も良好である。広域地盤沈下の主因となっているUc層は千代川右岸側および千代川下流側へと層厚を漸増し、 $N=2\sim4$ 、 $w_n=50\sim80\%$ 、

$q_u=6\sim10\text{tf/m}^2$ の値を示す。

洪積層のうち最下部礫質土層(Lmg)は南から北方の日本海へ向けてほぼ様な緩傾斜をなして連続しているが、それより上位の下部層では東西方向に層相が著しく変化しており、両者の堆積環境の違いを知ることができる。最下部層は $N>50$ と最も安定した地層である。下部層のうちLc層は $N=5\sim10$ 以上を示し粘性土としては力学的に安定しているとみなせるが、Ls層は分布位置によってN値が10から30と大きく変化し、支持層の判定・評価に際しては注意が必要である。

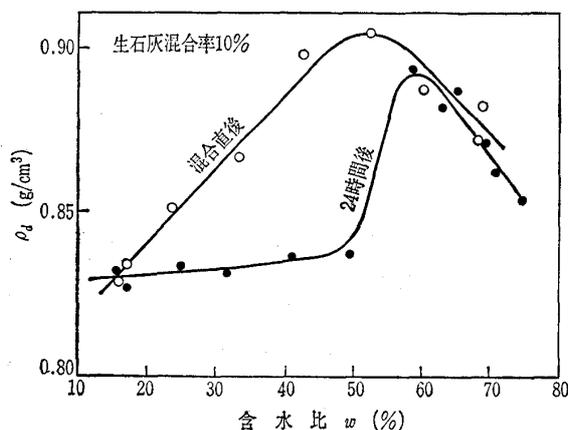
なお、ローム層は沿岸部の砂丘地において単層として分布するが、下部層(Lc, Ls, Lg)においても白色を基調とした薄層状の混入がみられる。

4. ローカル土

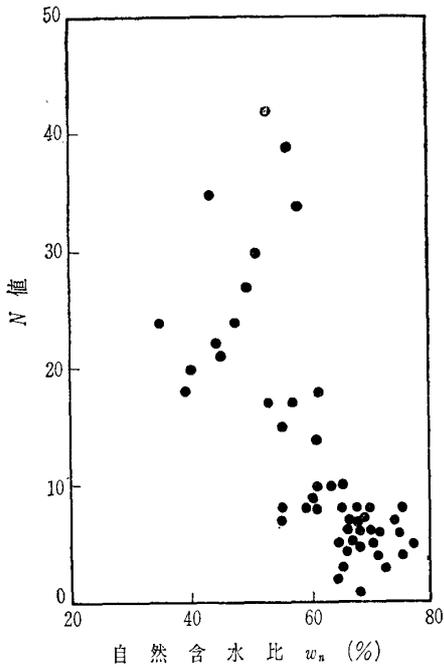
4.1 黒ぼく

火山灰土は関東ロームや九州のよなをはじめ、その分布は全国に及んでいる。これらの火山灰土の多くは有機物を含んでいるので、その含有量の多少がその工学的性質に大きな影響を及ぼす。この種の土の特性は、一般に高含水性、高塑性であることに加え、工学的性質が湿潤過程と乾燥過程の両過程において非可逆的に変化することである。まず、鳥取県内の有機質火山灰土、すなわち黒ぼくの工学的性質を要約して示す⁵⁾。

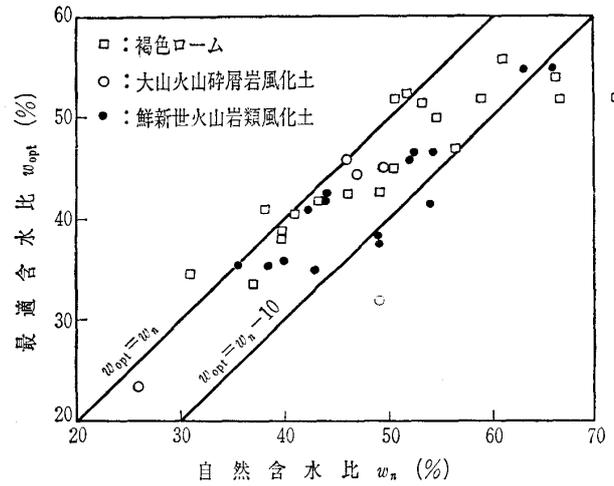
- 1) コンシステンシー、締固め特性および強度・支持力特性は乾燥程度や乾燥履歴によって変化する。
- 2) 自由水分の拘束水化については、初期含水比によって異なり、低含水比の場合には一部可逆



図—5 突固め特性への混合後の放置時間の影響



図—6 鮮新世火山岩類風化土 (Pv) のN値と自然含水比の関係



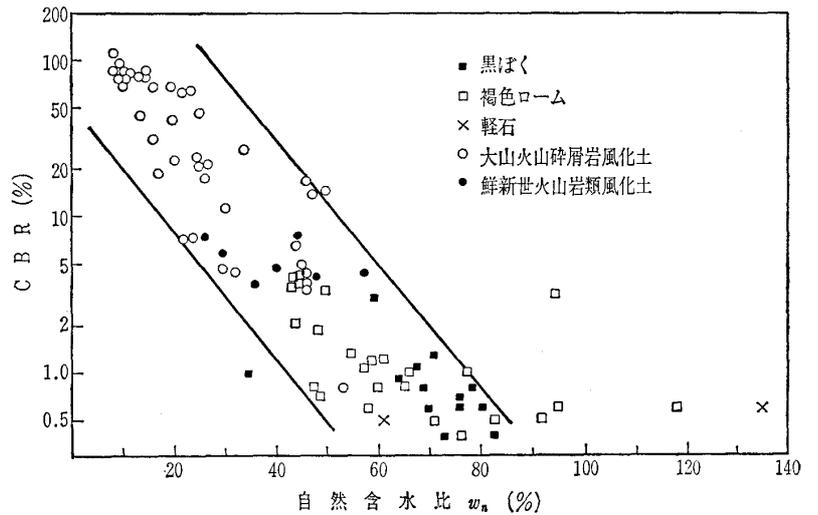
図—8 w_{opt} と自然含水比の関係

性を示すが、高含水比の場合には可逆性は示さない。

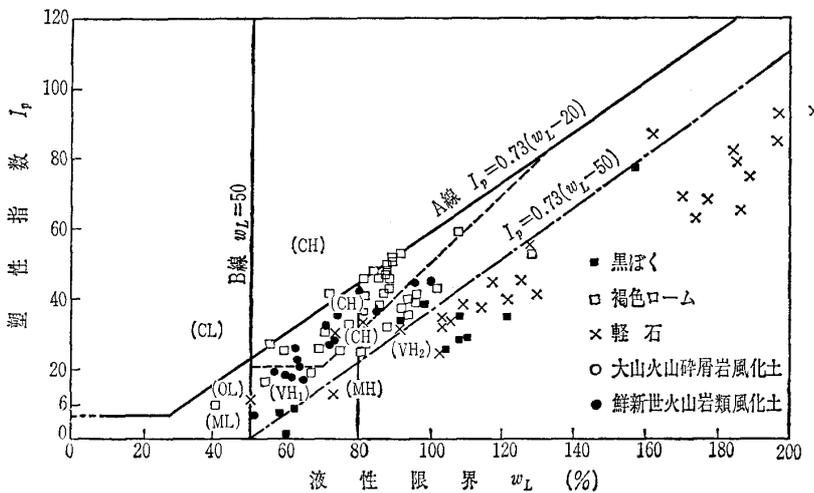
3) pF 特性は、おおむね 反向形複心曲線に現れ、その土の構造に関係している。

また黒ぼくが有効的に活用されることを考え、石灰系の添加剤を用いて処理した土の特性と改良効果については以下のようなものである⁶⁾。

1) 黒ぼくのような高塑性の土に、石灰系の添加剤を混合すればその特性を変え土質の改善に十分効果を発揮させる



図—9 CBR (乱した) と自然含水比の関係



図—7 塑性図 (日本統一土質分類)

ことができる。

2) 処理土の締め曲線は鋭いピークを持つようになり、砂質土に似た土質に改善することが可能である。

3) 処理土の一軸圧縮強度の最大値は、最適含水比よりもやや湿潤側の含水比で締め固めた場合に得られる。

4) 処理土は、図—5のように、混合後の放置時間によって締め固め特性が変化する。生石灰の混合によって団粒化の進んだ土を小さい締め固めエネルギーで締め固めることは困難であるが、高含水比になって団粒がほどほどであれば、締め固めは可能となる。

5) 生石灰の混合は、含水比の低下に

有力な方法であるが、強度の増強にはあまり効果的でない。一方セメントの混合は、含水比の低下にはあまり効果的ではないが、セメントの水硬性によって強度の増強に役立つ。

4.2 大山火山碎屑岩と鮮新世火山岩類風化土

地質概要に述べたように、大山火山碎屑岩は県西部～中部にかけての大山山ろくに広く分布している。一方、鮮新世火山岩類は主として中部に分布している。新鮮なものはいずれも $N > 50$ の軟岩から硬岩として分布しているが、上域10～20mは $N \leq 30$ の土砂状に分布することが多い。ここではこれら風化土の工学的性質を大山ローム層と比較しながら説明する。

i) 物理的性質

① 自然含水比 大山ロームが $w_n = 40 \sim 80\%$ であるのに対し、大山火山碎屑岩は50%以下、鮮新世火山岩類は30～70%である。ただし、図—6に示すように、鮮新世火山岩類風化土の含水比は N 値の増加に伴い減少する傾向を示しており、風化の度合に關係するものと思われる。

② コンシステンシー 図—7に示すように、大山ロームのうち、黒ぼく、軽石は塑性図で

$$I_p = 0.73(w_L - 50) \dots\dots\dots(1)$$

と表される直線の下にプロットされ VH_2 に分類されるが、褐色ロームと鮮新世火山岩類は(1)式とA線の間プロットされ、 $VH_1 \sim VH_2$ に分類される。

ii) 力学的性質

① 締固め曲線, CBR 図—8～9に示すように、締固め特性とCBRは土質に關係なく自然含水比と良好な直線關係にある。したがって、自然含水比が分かればこれらの定数はおおよそ推定できる。

② せん断特性 大山火山碎屑層や鮮新世火山岩類は乱さない状態では比較的安定している。

③ 変形係数 鮮新世火山岩類の孔内水平載荷試験で求めた変形係数(E_b)と N 値の關係から、 E_b の値は未固結堆積物で一般に言われている $E_b = 7N$ (kgf/cm^2)の4倍程度の大きさを示している。

参 考 文 献

- 1) 鳥取県：鳥取県地質図説明書，1966.
- 2) 中国地方土木地質図編集委員会：中国地方土木地質図，1984.
- 3) 日本建築学会中国支部基礎地盤委員会，鳥取県建築士会：鳥取県地盤図，1981.
- 4) 土質工学会編：土質・基礎工学のための地質学入門，土質工学会，p. 78，1979.
- 5) 藤村 尚・久保田敬一：火山灰質土の水分保有特性について，土質工学会論文報告集，Vol. 19, No. 3, pp. 103～111，1979.
- 6) 久保田敬一・藤村 尚：黒ボクの安定処理に関する実験報告，土と基礎，Vol. 25, No. 1, pp. 25～30，1977.
- 7) 岩本志信・新任 修・藤村 尚：大山ロームならびに各種風化土の工学的性質，土質工学会中国支部論文報告集，Vol. 6, No. 1，1988.

(原稿受理 1990.1.5)